

論	文
Articles	

短期水収支法による 森林地帯の蒸発散量の季節変化

矢部和弘*・中嶋伸行**・西尾邦彦***

(平成 13 年 5 月 29 日受付/平成 13 年 11 月 7 日受理)

要約：本研究は、丹沢山地東部に位置する大洞水量試験地（流域面積 0.48 km²）において観測された日雨量、日流量のデータをもとに、森林における蒸発散量の季節変化を追究したものである。蒸発散量の推定には短期水収支法を採用した。

その結果、蒸発散量の季節変化を周期関数により表現することができた。その変化は気温の年間変動と一致した。蒸発散量の変化には、熱エネルギーの影響が大きく関与していると考えられる。

キーワード：蒸発散量、短期水収支法

はじめに

水資源は人間活動に不可欠である。今日まで、水資源を確保するために各地にダムが建設されてきた。しかし、アメリカなどのように巨大な貯水量のダムを多く有する国と違って、日本では地形的な問題から水資源の確保をダムだけに頼ることができず、森林の水源涵養機能をあてにせざるをえない。

森林の水源涵養機能評価に関する研究は数多くなされている。その評価の主なものには 2 つある。第 1 は、降水のうちのどれだけの量が河川流出となるか。すなわち、河川流出とならない蒸発散による消失分がどれだけあるかという問題である。森林からの蒸発散量は森林の樹種構成、森林面積率、そして、森林施業のあり方にかかわっている。

第 2 は豪雨時の河川への流出を森林の水貯留機能によって調節し、洪水として海に無効放流させる流量を少なくし、有効利用水をより多く河川に供給することにある。

この研究は、水源涵養を念頭において、森林からの蒸発散量について、短期水収支法を用いて、その季節変化を解析した。

蒸発散量を求める方法には、日射、気温、風速および湿度などの気象要素を用いたペンマン法、ソーンスエイト法、ペンマン-モンティース法などと、降水量と流出量の差を蒸発散量とする水収支法がある。前者は、観測された気象データから局所的な蒸発散量を算出するため比較的正確な量を把握することができるが、山地流域では地形が複雑なため気象観測地を多数必要とし、小流域では適用可能であるが大流域については難しい。それに対し、後者は量水観測地を一箇所設置し、精度よく観測を行えばその消失量を蒸発散量として取り扱うことが可能である。量水観測施

設を通過せずに流域外へ流出する深部浸透分を考慮するべきだとする考え方もある¹⁾が、特殊な地質の流域以外ではその量は無視しうるほどに小さいと考えられる。

本研究の対象地である大洞沢は流域面積 0.48 km² と比較的大きいことと量水観測のデータが比較的揃っていることと試験地内で詳しい気象観測が行われていないことから水収支法を採用した。

水収支法は長期水収支法と短期水収支法に大別される。長期水収支法は、蒸発散量の求め方の一つとしてごく一般的であるが、これは、流域の年間流出率のように極めて大雑把な流域特性を示すにすぎないので、森林の細かい要因の変化を解析することは難しい。そこで、ここでは一降雨ごとの蒸発散量を求め、これらを季節ごとに解析することによって、蒸発散量の季節変化を求めた。

研究対象地

本研究の対象流域である「大洞沢（おおほらさわ）」は、1998 年、丹沢山地東部に完成した宮が瀬ダムの上流約 7 km に位置し、神奈川県「水源の森林づくり事業」の中の重要試験流域として設定された。大洞沢の位置を図 1²⁾、地形図を図 2³⁾ に示す。

大洞沢の流域面積は 0.48 km²。流域水系は樹枝状に広がっており、形状比 0.75 と比較的円形に近い流域である。流域平均傾斜は 36 度と急峻である。その他の地形的特性は表 1 に示す²⁾。

大洞沢の地質は新第三紀層丹沢層群に属しているが、表層付近には関東ロームが厚く堆積している。

植生は、流域の 97% が森林で覆われており、その大半がスギ・ヒノキの人工林である。尾根部、流域の源流部には広葉樹林、あるいはモミ・ツガなどの原生林が見られる。

* 東京農業大学大学院農学研究科林学専攻

** 神奈川県自然環境保全センター研究部

*** 東京農業大学地域環境科学部森林総合科学科

林床植生は全体的に乏しい¹⁾。

水 文 特 性

大洞沢での量水観測は1983年に開始され、今日まで継続されている。しかし、計器の故障などによる欠測が多い。



図1 大洞沢の位置

量水観測所は、県道70号線大洞橋直上流の標高435mの地点に位置する。流量観測は、量水堰による水位法で行われている。量水堰の形状は、幅0.2m、高さ0.5mの矩形ノッチと幅4.2m、高さ1mの矩形ノッチの複合形である。水位の記録には水圧式水位計とフロート式水位計を併用している。降水量は、量水堰の横に転倒マス型自記雨量計を設置し、流域雨量としている。観測間隔は雨量、流量ともに5分である。

(1) 降水特性

大洞沢における1983年から1996年の月平均降水量の分布は図3のように夏期に多く、冬期に少ないという傾向がある。特に、梅雨期と台風期に多い。この降水特性を丹沢山麓に位置する海老名市における同年のアメダスデータの平均値と比較すると全体的に多い降水を示すが、特に春期から秋期にかけては2倍近い降水がある。年平均降水量は2,800mmと平野部より1,000mm近く多い。

(2) 流出特性

量水観測は過去7年にわたって行われているが、計器の

表1 大洞沢流域形状諸元

流域面積	0.483 km ²	流域内最高標高	878 m
主流長	1.05 km	流域内最低標高	435 m
流域平均幅	0.46 km	標高差	443 m
流域周囲長	2.82 km	主流平均勾配	0.423
流域集中度	0.87	到達距離集中度	0.139
形状比	0.75	本支流の総延長	4.8 km
谷密度	9.8 km ⁻¹	流域の平均傾斜	36°

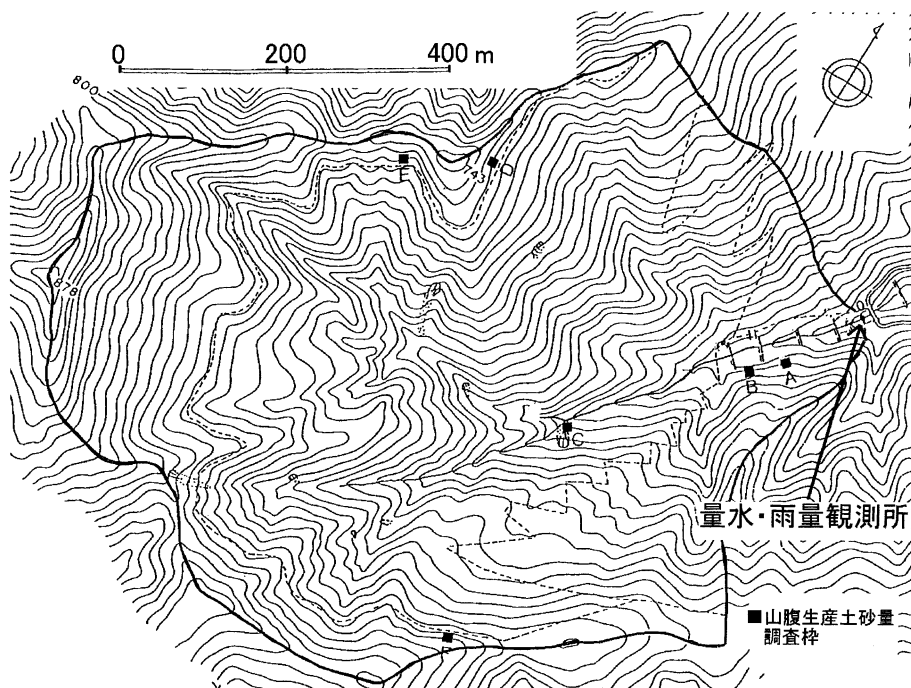


図2 大洞沢流域地形図

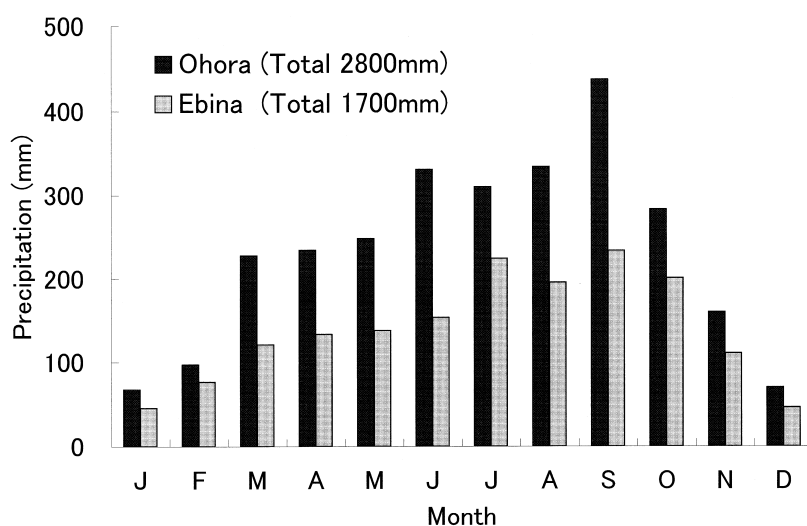


図 3 大洞沢の月雨量分布

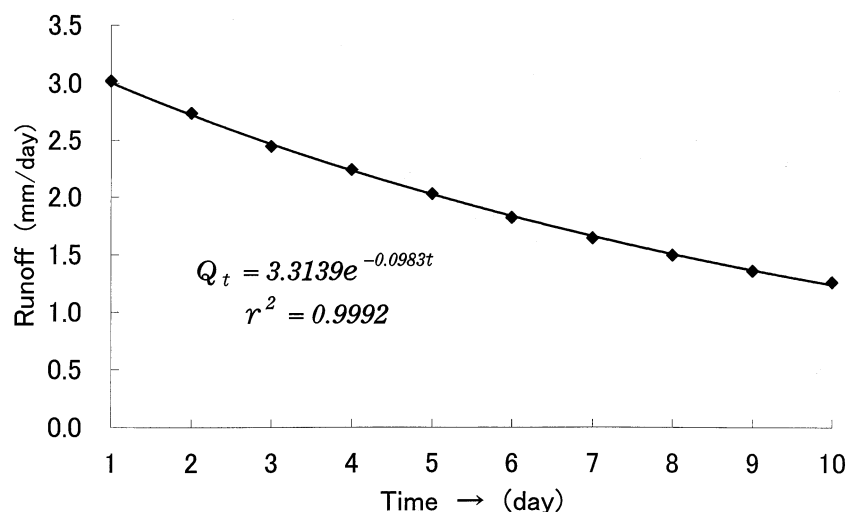


図 4 被圧透減曲線

故障による欠測期間が多くあり、年間通して欠測のない期間は1994, 1995の2年間だけである。1994, 1995年の各年の年降水量は2,400 mm および2,142 mm, それに対する年流出量は1,104 mm および1,163 mm であり、すなわち、年流出率は46% および54% であり、平均すると50% となった。

次に水源涵養機能に重要な意味を持つ基底流出に着目した。大洞沢の基底流出の特性は、長期間無降雨日が続く事例を20例取り出し、その透減特性を調べた。その結果、全てのケースについて、図4のように指数関数的透減を示した。ただし、透減率は各事例で少しずつ異なり、降水状況、流域貯留状況などの流域物理特性が関与していると考えられる。

芝野²⁾によると、基底流出の透減成分は被圧成分と不圧成分に分けられ、前者は指数関数的透減を、後者は分数関数的透減をするとした。

ここで、被圧透減曲線は、ある時刻 t (day) での流量 Q_t (mm/day) が流域貯留量 S_t (mm) に比例すると仮定し、

その比例定数（被圧透減係数）を A_c (day⁻¹) とすると、

$$Q_t = \frac{dS_t}{dt} = A_c S_t \dots\dots\dots (1)$$

これを解いて被圧透減式

$$Q_t = Q_0 e^{-A_c t} \dots\dots\dots (2)$$

が得られる。

一方、不圧透減曲線は、同様にある時刻 t (day) での流量 Q_t (mm/day) が流域貯留量 S_t (mm) の2乗に比例し、その比例定数（不圧透減係数）を A_u^2 (mm⁻¹ day⁻¹) とすると、

$$Q_t = \frac{dS_t}{dt} = A_u^2 S_t^2 \dots\dots\dots (3)$$

これを解いて不圧透減式

$$Q_t = \frac{Q_0}{\left(A_u \sqrt{Q_0} t + I\right)^2} \dots\dots\dots (4)$$

が得られる。

前述のように大洞沢流域では取り出した全てのケースに

ついて指数関数的逓減を示したため基底流出の大半が被圧成分によるものであるといえる。被圧成分と不圧成分がどの程度の割合で存在するかは今後詳しい研究が必要とされる。

短期水収支法による蒸発散量の推定

短期水収支法は、一般に降雨を挟んで基底流出量 Q_t が等しくなる2つの日時の期間を収支期間とする^{1, 6)}。これは、基底流出量が等しい場合、その時点の流域貯留量が等しい ($S_1 = S_2$) と仮定し、計算を容易にするためである。しかし、降雨前後の基底流出量が等しくなる日を選定することは降雨状況によって必ずしも容易ではない。前後の降雨と独立している単独の降雨の例はめったに発生しない。とくに、梅雨期や台風期にはほとんど取得することができない。

そこで、基底流出の逓減特性に注目し、降雨をはさんで逓減率 A_c が等しい時点でそれぞれ貯留量を算出し、日蒸発散量の計算を行った (図5を参照)。この方法によると、降雨後の基底流出が降雨前のそれまで下がっている事例にとらわれることなく、多くの事例について計算ができる。

前節で述べたように大洞沢における流量逓減は指数関数的逓減、すなわち、被圧逓減曲線によく一致している。このことから流域貯留量は流量に比例し、減少することが明らかである。すなわち、基底流出の逓減率はほぼ一定であることから容易に貯留量が計算できる。

流域貯留量は(1)式より

$$S_t = \frac{Q_t}{A_c} \quad \dots\dots\dots(5)$$

となる。

水収支は、

$$P + S_1 = Q + S_2 + L \quad \dots\dots\dots(6)$$

ただし、 P : 収支期間内の降水量、 Q : 収支期間内の流量、 S_1 : 収支期間開始時の流域貯留量、 S_2 : 収支期間終了時の流域貯留量、 L : 収支期間内の蒸発散量で表現できる。

降雨前の逓減率 A_{c1} と降雨後の逓減率 A_{c2} がほぼ一致する2つの日時の期間において収支計算を行うと

$$\sum_{i=0}^t P_i + \frac{Q_0}{A_c} = \sum_{i=0}^t Q_i + \frac{Q_t}{A_c} + L \quad \dots\dots\dots(7)$$

となり、 L がその収支期間における蒸発散量となる。

そこで12年間のデータから取得可能な収支期間においてそれぞれ計算を行った。

さらに1年を36旬に分割し、各期間において、得られた日蒸発散量を平均し、季節変化を追跡した。その結果、林地からの蒸発散は冬期に少なく、夏期に多くなる一定の周期性を見ることができた。

この変化は、次の周期関数で表現される。

$$L = u \sin\left(\frac{360(t-v)}{365}\right) + w \quad \dots\dots\dots(8)$$

ただし、 u : 振幅、 v : 位相、 w : 日蒸発散量の平均値
曲線の推定法は、まず日蒸発散量の年平均値を算出し、その平均値の出現日より位相を推定し、曲線と実測値の残差二乗和が最小になるように1日単位で試行錯誤した。さらに、振幅は蒸発散量の夏期3ヶ月(7, 8, 9月)の平均値と冬期3ヶ月(12, 1, 2月)の平均値の差から残差二乗和が最小になる値を求めた。その結果、図6のようになり、(9)式が得られた。

図6の気温データは1983年から1996年における海老名市のアメダス月平均気温データの平均値を使用している。標高差が500mほどあるので気温の逓減率 ($-0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$) を採用すると現地の気温は、平均 3°C ほど低いと推測される。

$$L = 1.8 \sin\left(\frac{360(t-116)}{365}\right) + 4.1 \quad \dots\dots\dots(9)$$

(9)式は、最小値が2月上旬、最大値が7月下旬から8月上旬にかけて出現し、気温の年変動とほぼ一致していることが図6から読み取ることができる。このことから、蒸発散量には気温の要素が大きく関与しているといえる。

(9)式を積分して年間蒸発散量を求めたところ、約1,500

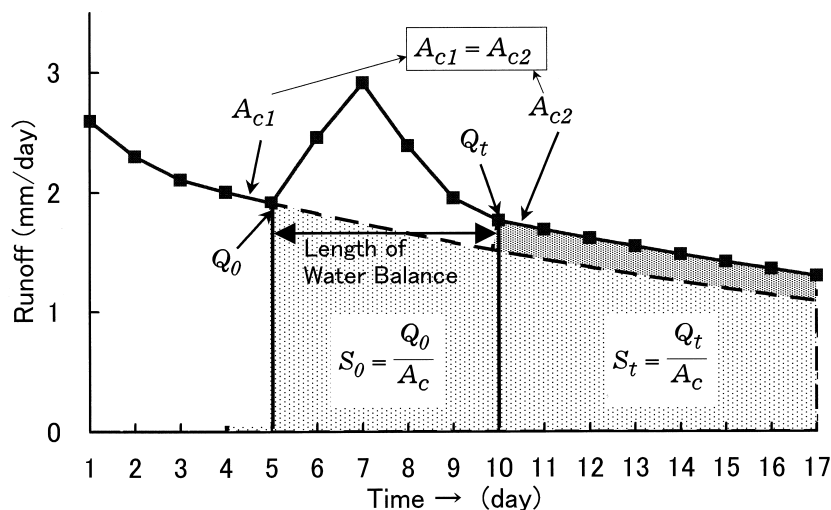


図5 水収支期間

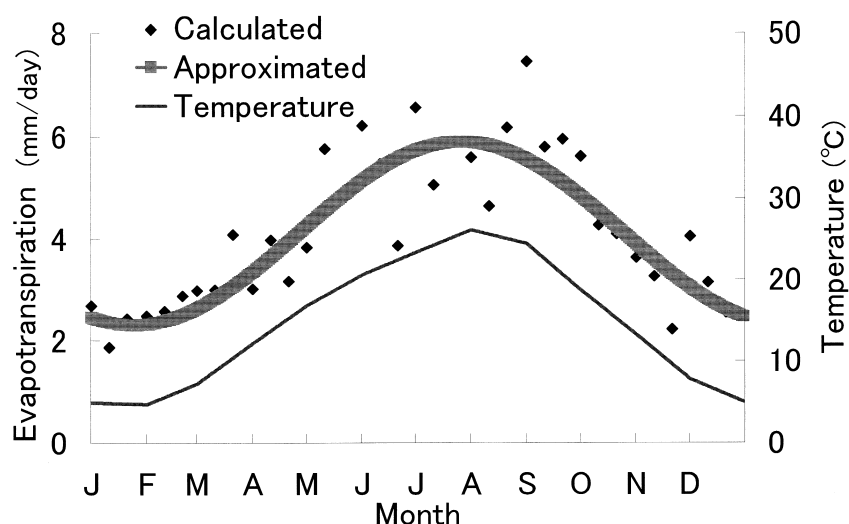


図 6 蒸発散量の季節変化

mm となった。これは年平均降水量の 54% に相当する。しかし、関東地方の年間蒸発散量は 600~900 mm⁷⁾ で、1,500 mm という値は日本全国をみわたしてみても大きい。この理由を図 6 でみると、冬季の値に比較して夏期の値のばらつきが大きい。このことはこの推定法の不安定さを示しているともとれる。今回の解析は欠測の多い不完全な資料によるものであり、今後の資料蓄積によってある程度解決の方向性が現れると考える。さらに、この方法の主眼は蒸発散量の季節変化を見ることであり、短期間の水収支から長期間の水収支を推定することの危険性も、ここに現れていると考えられる。

おわりに

短期水収支法による蒸発散量の計算の結果、蒸発散量は周期関数によって表現できる季節変化をすることが明らかとなった。蒸発散量の季節変化の要因は、日射、気温、風などと考えられるが、とくに、気温の変動との一致がよいことから熱エネルギーの変動がより大きな影響を与えているといえるであろう。

この研究の結果から蒸発散量の推定値と実際の蒸発散量がどれだけ一致しているかを議論することは難しいが、今後、森林微気象の観測を行い、ペンマン-モンテース法などの適用により、実際の蒸発散量の推定、さらには森林管理・施業の状況による蒸発散量の変化の追究、他流域における短期水収支法の適用などを試みていきたい。

引用文献

- 1) 水文水資源学会編, 1997. 水文水資源ハンドブック. 朝倉書店.
- 2) 矢部和弘・中嶋伸行・西尾邦彦, 2000. 東丹沢大洞沢における流出土砂量推算式の検討. 東農大農学集報, 45 (3), 217-225.
- 3) 神奈川県森林研究所, 財団法人水利科学研究所, 1980. 昭和 54 年度重要水源山地整備治山事業調査報告書.
- 4) 神奈川県森林研究所, 財団法人水利科学研究所, 1997. 平成 8 年度森林水環境総合整備事業調査委託報告書.
- 5) 芝野博文, 1988. 水源帯における流出過程に関する研究 (I). 東大農学部演習林報告, 78, 305-378.
- 6) 鈴木雅一, 1985. 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定. 日林誌, 67, 115-125.
- 7) 塚本良則編, 1992. 森林水文学. 文永堂出版.

A Seasonal Change of Evapotranspiration by the Short-term Water Balance Method in a Forest Area

By

Kazuhiro YABE*, Nobuyuki NAKAJIMA** and Kunihiro NISHIO***

(Received May 29, 2001 / Accepted November 7, 2001)

Summary : This study investigated a seasonal change of evapotranspiration in the forest based on the hydrological data observed in Ohora Hydrological Station located in the eastern part of Mt. Tanzawa (basin area 0.48 km²). This study adopted the Short-term Water Balance Method in order to estimate evapotranspiration.

The seasonal change of evapotranspiration was expressed by sine curve. Changes of evapotranspiration were fitted to annual changes of temperature. It was found that the influence of thermal energy had a great effect on change of evapotranspiration.

Key Words : Evapotranspiration, Short-term Water Balance Method

* Department of Forest Science, Graduate School of Agriculture, Tokyo University of Agriculture

** Kanagawa Prefecture Nature Conservation Center

*** Department of Forest Science, Faculty of Regional Environment Science, Tokyo University of Agriculture